

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

热液体系氢、氧同位素分馏机制 及其地质意义

陈振胜 张理刚

(中国地质科学院宜昌地质矿产研究所, 湖北宜昌)



探讨了热液体系氢、氧同位素地球化学行为及其与水/岩交换同位素分馏的内在关系。有效 W/R 值是除温度条件外, 另一控制蚀变岩石和热液水氢、氧同位素组成变化的因素。此外还根据数个矿区成矿热液水和蚀变岩石氢、氧同位素组成及变化特征对水/岩交换和 W/R 值的应用及地质意义展开讨论。最后提出热液体系中大气降水和岩浆热液水氢、氧同位素组成演化模式简图。

关键词 热液体系 氢、氧同位素 分馏机制

应用热液体系中矿物和岩石氢、氧同位素组成了解矿床成因的方法已被广为采纳, 与此同时出现一些较普遍的问题, 如许多热液矿床成矿热液水氢、氧同位素组成, 介于岩浆水和大气降水氢、氧同位素组成之间, 究竟是单一水来源抑或是混合水对成矿起主要作用, 单从热液水氢、氧同位素投影图上很难对此作出令人信服的解释; 热液体系蚀变岩石氧同位素组成较原岩升高或降低原因何在, 如何定量解释等, 这些问题都值得深入探讨。70 年代伊始, 以物质守恒为基础的水/岩交换氢、氧同位素演化理论发展迅速, 许多学者借此对一些矿床和岩石形成机理进行合理解释^[1,2,3]。迄今有关水/岩交换动力学守恒及其同位素分馏机制等方面的研究尚较少涉及。

1 热液体系中的水/岩交换作用及其氢、氧同位素行为

热液矿床及其发育的热液系统, 实际上是集有用矿物、岩石和水于一体的综合体系。就介质水而言, 可以是海水、变质水、岩浆水和大气降水等的一种或几种参与热液体系。当受到地质作用影响时, 体系中水与岩石由于同位素组成的差异, 为达到新的平衡, 必然发生化学物质包括氢、氧同位素的交换, 致使成矿物质再分配, 在有利的条件和构造部位可能成矿。换言之, 水/岩交换是热液体系成矿的一个重要前提。同位素交换的范围和程度除受介质水和岩石自身性质影响外, 外部因素如构造环境、反应温度, W/R (水/岩) 值等的作用更显重要^[4]。

设某一地球化学热液系统在水/岩交换中处于物质平衡:

$$\delta_{\text{系统}} = \sum X_i \delta_i \quad (1)$$

其中 X_i 指某一组分 i 在系统中所占摩尔分数。以水和岩石作为 2 个独立单元将上式写为:

$$W \cdot \delta_{\text{水}}^{\text{始}} + R \delta_{\text{岩石}}^{\text{始}} = W \delta_{\text{水}}^{\text{终}} + R \delta_{\text{岩石}}^{\text{终}} \quad (2)$$

W 和 R 分别表示热液系统中参加反应的水和岩石的摩尔分数。由式 (2) 获得的理论 W/R 值是水/岩交换的一个重要参数。由于热液水与岩石交换时并不总能达到交换温度下的理论平衡, 故据 (2) 式得出的 W/R 值只代表在某一温度下有效交换对应的有效 W/R 值, 实际参与交换的水和岩石的数量均可能大一些。本文主要对热液矿床中普遍存在的岩浆热液水和大气降水在水/岩交换中的行为特征进行初步探讨。

岩浆熔体及岩浆热液水共存的直接证据, 即花岗岩类岩石中发现熔融流体包裹体。在连续降温过程中, 在岩浆水运移和聚集过程中, 它与固结或亚凝固态岩石的同位素交换, 构成一个水/岩交换热液系统。图 1 是岩浆水和大气降水分别单独与岩浆岩发生平衡交

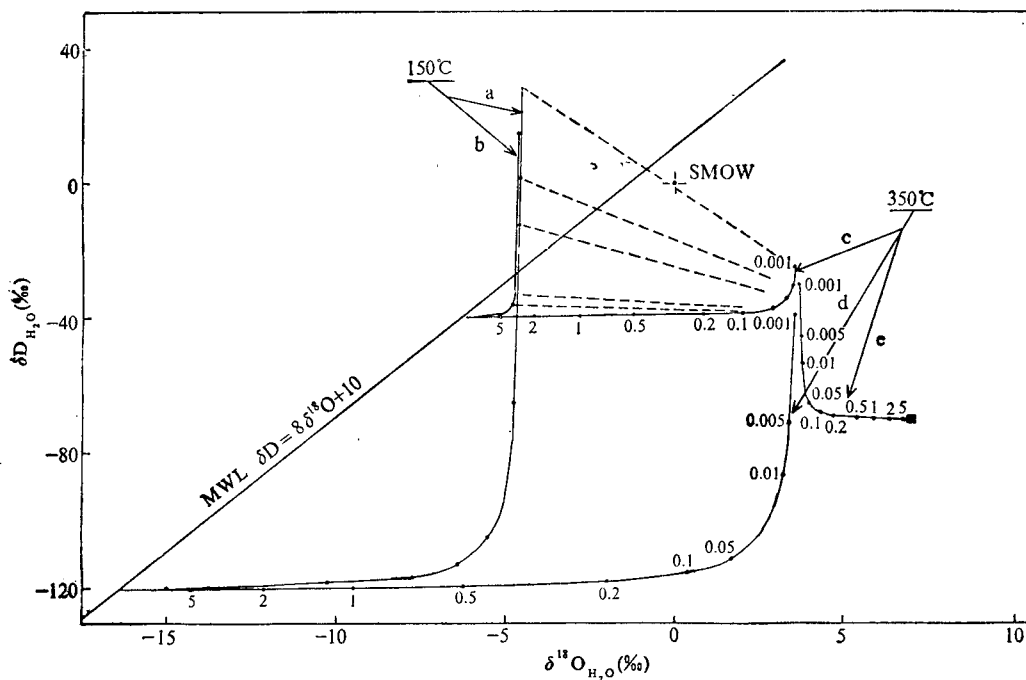


图 1 热液体系中岩浆水和大气降水在水/岩交换过程中氢、氧同位素组成演化曲线

Fig. 1 The evolitional curves of H and O isotope compositions of magmatic and meteoric water during water/rock interaction in hydrothermal system

〔曲线中数字代表有效 W/R 值, 设初始同位素组成为 (详见正文): 岩浆水 $\delta^{18}\text{O} = 7.0\text{‰}$, $\delta\text{D} = -70\text{‰}$; 岩浆岩 $\delta^{18}\text{O} = 7.0\text{‰}$, $\delta\text{D} = -80\text{‰}$; 大气降水 (I) $\delta^{18}\text{O}_1 = -6.3\text{‰}$, $\delta\text{D}_1 = -40\text{‰}$; 大气降水 (II) $\delta^{18}\text{O}_2 = -16.3\text{‰}$, $\delta\text{D}_2 = -120\text{‰}$ 〕

The numbers on curves represent effective W/R ratios

Assuming that initial isotope compositions are (see text): magmatic water $\delta^{18}\text{O} = 7.0\text{‰}$, $\delta\text{D} = -70\text{‰}$; magmatite $\delta^{18}\text{O} = 7.0\text{‰}$, $\delta\text{D} = -80\text{‰}$; meteoric water (I) $\delta^{18}\text{O}_1 = -6.3\text{‰}$, $\delta\text{D}_1 = -40\text{‰}$; meteoric water (II) $\delta^{18}\text{O}_2 = -16.3\text{‰}$, $\delta\text{D}_2 = -120\text{‰}$

换后热液水氢、氧同位素演化特征曲线。采用不同初始参数^[5]和温度对应得出不同曲线。
a 与 c 两条分别代表 150℃ 和 350℃ 时,大气降水 I($\delta D_1 = -40\text{‰}$,如东南沿海区域)的演化; b 与 d 相应为 $\delta D_2 = -120\text{‰}$ (大气降水 II,如内蒙古-横断山区域)时不同温度下热液水氢、氧同位素行为;曲线 e 为岩浆岩与其派生岩浆水在 350℃ 平衡交换时热液水同位素演化,所采用初始同位素组成取岩浆岩(除“S”型花岗岩)的中值。图 1 中曲线上数字代表有效 W/R 值。可以看出,尽管大气降水初始同位素组成受海岸线效应、纬度效应等因素控制而不尽相同,但它们的同位素行为特征都与岩浆热液水截然不同。当 W/R 值较大时 ($W/R > 0.1$), 两种性质热液水氢、氧同位素组成差异颇大,可作为判别热液体系成矿介质水来源及矿床成因的一种有效手段;而在 W/R 值 ($W/R < 0.1$) 小的条件下,如图 1 中 d 与 e 两条 350℃ 演化线,基本为重叠性质,据此就难以判断究竟是何种介质水构成成矿热液水的主体。辩证地采用二元示踪法,即加强对蚀变体系与矿化有关岩石同位素变化特征的研究,有助于完整地讨论问题,弥补单纯利用成矿热液水同位素组成存在的缺陷。该思维之出发点认为水和岩石两端元组分氢、氧同位素在交换过程中的变化大致互补,即反向演化。二者综合研究的结论应更可靠。

2 热液体系氢、氧同位素分馏机制

由式(2)可将蚀变岩石和热液水同位素组成表示为:

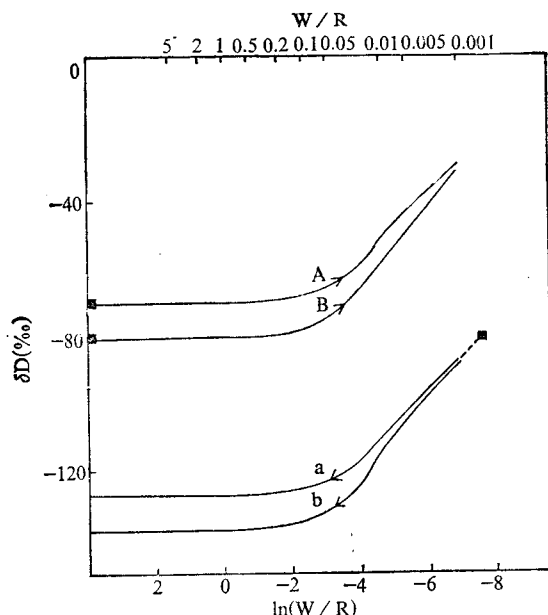


图 2 350℃ 时热液体系中氢同位素组成与 W/R 值演化行为关系图

Fig. 2 The evolitional relations between H isotope compositions and W/R ratios at 350°C in hydrothermal system

设初始参数为: “S” 型花岗岩 $\delta^{18}\text{O} = 11.0\text{‰}$, $\delta D = -80\text{‰}$; 岩浆水 $\delta^{18}\text{O} = 11.0\text{‰}$, $\delta D = -70\text{‰}$;
大气降水 $\delta^{18}\text{O} = -11.3\text{‰}$, $\delta D = -80\text{‰}$

Assuming that initial parameters are: “S” type granite $\delta^{18}\text{O} = 11.0\text{‰}$, $\delta D = -80\text{‰}$; magmatic water $\delta^{18}\text{O} = 11.0\text{‰}$, $\delta D = -70\text{‰}$; meteoric water $\delta^{18}\text{O} = -11.3\text{‰}$, $\delta D = -80\text{‰}$

$$\delta_{\text{岩石}}^{\text{终}} = \frac{(W/R)_{\text{重}} \cdot (\delta_{\text{水}}^{\text{始}} + \Delta) + \delta_{\text{岩石}}^{\text{始}} \cdot Z}{(W/R)_{\text{重}} + Z} \quad (3)$$

$$\delta_{\text{水}}^{\text{终}} = \frac{(\delta_{\text{岩石}}^{\text{始}} - \Delta) \cdot Z + (W/R)_{\text{重}} \cdot \delta_{\text{水}}^{\text{始}}}{(W/R)_{\text{重}} + Z} \quad (4)$$

其中, $\Delta = \Delta(T) = \delta_{\text{岩石}} - \delta_{\text{水}}$, 是温度的函数; Z 为利用重量单位 W/R 值替换原子单位 W/R 值时的校正系数, 即 $Z = (W/R)_{\text{重量}} / (W/R)_{\text{原子}}$ 。氢和氧同位素的校正系数不同。

在初始水和岩石同位素组成确定的热液体系中, 控制水和岩石同位素再分配主要有 T (温度) 和 W/R 值。一定温度下 $\Delta(T) = \delta_{\text{岩石}} - \delta_{\text{水}}$ 固定, 反映于图 2 中 $A-a$ 曲线对平行, $B-b$ 曲线对也相应平行。其中 A 和 B 分别为水/岩交换岩浆热液水和大气降水热液演化曲线, a 与 b 为相应蚀变岩石同位素行为。可以看出 $\delta D_{\text{岩石}}$ 和 $\delta D_{\text{水}}$ 随 W/R 值作规律性变化, 而 $\Delta(T)$ 决定了两条平行线之间间隔, 从而说明 W/R 值和 T 共同控制了水和岩石氢同位素的演化。由于 $A-a$ 和 $B-b$ 两种成因演化线趋势大致相同, 说明利用氢同位素组成的变化判别热液水性质有一定困难, 仅在 $\delta D_{\text{岩浆水}}$ 和 $\delta D_{\text{大气降水}}$ 差别显著时, 才有区分不同成因的可能。如在高纬区 (内蒙古-横断山区域) 大气降水 δD 为高负值 (-90‰ 以下), 应用氢同位素, 十分有效。

相对而言, 热液体系中氧同位素在水/岩交换过程中变化特征明显。在 $\delta^{18}\text{O}-W/R$ 坐标图上 (图 3), M 与 m 曲线对代表岩浆水及其蚀变成因岩石的变化; N 与 n 曲线对为

大气降水及其蚀变成因岩石演化趋势。显然, 由于两种热液水演化终点方向一致, 当 W/R 较大时, 它们的同位素组成差异明显, 反之 M 和 N 两曲线就很靠近, 难以达到区分性质之目的, 但构成热液体系的另一单元——蚀变岩石会有一些可察觉的同位素变化特征, 即

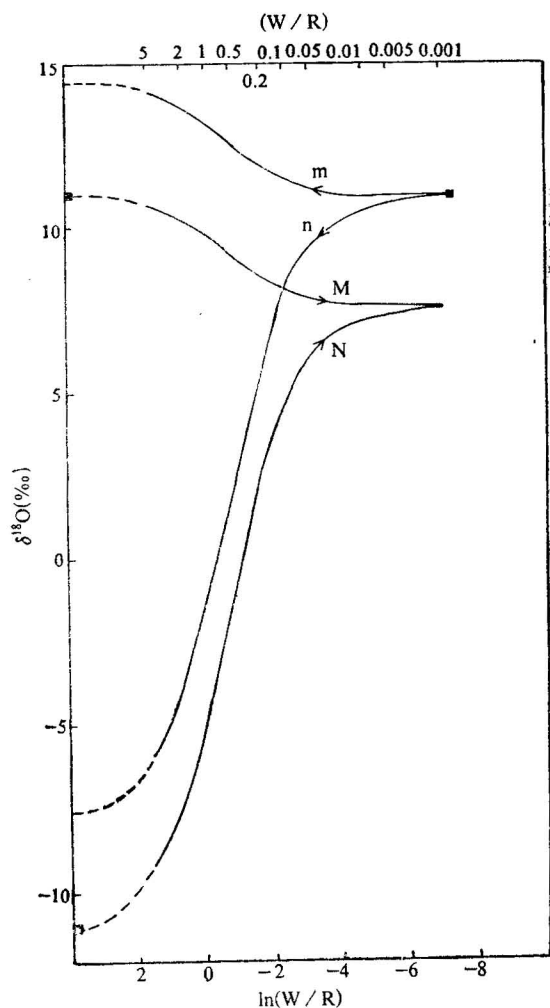


图 3 350℃ 时热液体系中氧同位素组成与 W/R 值关系图
参数同图 2

Fig. 3 The relations between O isotope compositions and W/R ratios at 350℃ in hydrothermal system
Initial parameters are same as Fig. 2

岩浆热液水蚀变成因岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值较原岩升高, 而大气降水成因蚀变岩石氧同位素组成降低。

图 2 和图 3 中另一重要信息, 即在一定温度下, 当 W/R 值超过一定值时, 水和蚀变岩石同位素组成不再改变。就氢同位素来看(图 2), 当 $W/R > 0.1$ 时, 以现有测试精度 ($\pm 1\text{‰} - 2\text{‰}$) 无法观察到热液水 δD 值较之初始值的变化; 同样, 此时蚀变岩石也已达氢同位素演化的低限, 原因是岩石中含氢很少。图 3 反映出 350°C 花岗岩与岩浆热液水交换后, 理论上岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值可由 $+11\text{‰}$ 升至 $+14.4\text{‰}$ 的极限值, 但对于多数花岗质熔体及其派生的岩浆水来说, 后者在数量上通常较前者小, 即这类热液体系 W/R 值一般较小, 常见为蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值升高 $0.5\text{‰} - 0.7\text{‰} \pm$, 它对应的 W/R 值为 0.1。对比之下, 大气降水热液蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值的降低幅度普遍要大些, 即 W/R 值较大, 只有这样, 大气降水才能在充分交换的基础上获得足够的金属成矿物质。

所以, 对于氢、氧同位素组成介于两种初始水之间的成矿热液(在排除第 3 种介质水参与的情况下), 结合蚀变体系岩石同位素组成, 进行全方位配套研究, 所取得的认识和结论会更趋合理。

3 热液体系氢、氧同位素行为实例及地质意义

江西省都昌县阳储岭钨-钼矿地处九岭-高台山东西向构造隆起带东北缘, 夹持于北东向赣江断裂和石门街断裂之间。燕山早期大岗脑花岗斑岩、花岗闪长斑岩和禅山寺花岗闪长岩为赋矿岩石。这些岩体经受程度不同的蚀变作用, 主要蚀变矿物组合为石英-钾长石-黑云母-绢云母-绿泥石-碳酸盐等。大致分 3 个矿化阶段, 即 (I) 白钨矿-(辉钼矿) 氧化物矿化阶段; (II) 辉钼矿-磁黄铁矿-(黄铜矿) 硫化物矿化阶段和 (III) 碳酸盐-(白钨矿)-(黄铁矿) 矿化阶段。以 (I) 和 (II) 为主要成矿阶段。各阶段相应均一温度平均为 $270^\circ\text{C} \rightarrow 230^\circ\text{C} \rightarrow 200^\circ\text{C}$ 。由于未经压力校正的均一温度, 用于同位素平衡计算时, 会产生较大偏差¹⁾, 同时考虑到阳储岭矿床 (I) 阶段成矿温度为: 均一法 $340 - 180^\circ\text{C}$, 爆裂法 $390 - 350^\circ\text{C}$, 同位素平衡温度 $395 - 350^\circ\text{C}$ ²⁾。因此可以认为第 (I) 阶段成矿温度为 $350^\circ\text{C} \pm$, 即对 270°C 的均一法平均值作升高 80°C 的校正, 则 (II) 阶段成矿温度应为 $300^\circ\text{C} \pm$ 。

表 1 为阳储岭矿田 I 与 II 矿化阶段脉石英及其包裹体氢、氧同位素组成。在热液水氢、氧同位素投影图上 (图 4) 可以看出 ① 成矿热液水同位素投影点落在 350°C 和 300°C 岩浆水/岩石交换演化线周围, 成矿 W/R 值多集中于 $0.1 - 0.01$ 范围内, 反映出岩浆热液水演化并最终成矿的性质; ② I 与 II 阶段矿化次序符合岩浆热液水由早到晚氢、氧同位素组成演化的趋势; ③ II 阶段 W/R 值较 I 矿化阶段有所降低, 说明岩浆热液水数量有限, 没有后续补给水源, 外来介质水参与成矿的作用不明显。

我们仍强调通过蚀变岩石同位素对比研究, 综合了解矿床成因。表 2 为阳储岭矿田岩石氧同位素组成。蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值很显然较原岩普遍升高, 除一个升高幅度较大外,

1) 张理刚等。“石英-锡石-黑钨矿-水体系氧同位素分馏作用实验研究”研究报告, 1989。国家自然科学基金资助项目(4860149)。

2) 莫名滨、毕远成、杨祚安。江西省都昌县阳储岭斑岩钨钼矿床地质。有色金属矿产, 1986, (17): 128-228 页。

表 1 阳储岭矿田成矿阶段矿脉石英氢、氧同位素组成 (‰)

Table 1 H and O isotope compositions‰ of vein quartz of mineralization in the Yangchuling ore deposit

矿化阶段	矿床	样号	产出位置	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}^*(\text{SMOW})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{**}(\text{SMOW})$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}^*(\text{SMOW})$
I	大岗脑	1	ZK1016 25m	11.9	6.1	—
		13	ZK1016 33m	12.4	6.6	-66
		82	ZK1016 125m	11.7	5.9	—
		112	ZK1814 54m	11.8	6.0	-69
		22	ZK2208 68m	12.3	6.5	-54
		4	ZK2616 63m	11.4	5.6	—
		3	ZK2616 67m	11.7	5.9	-60
		6	ZK2616 144m	11.8	6.0	-60
		7	ZK2616 147m	12.3	6.5	-58
	禅山寺	8	ZK208 150m	11.2	5.4	-63
		11	ZK208 297m	11.9	6.1	—
		10	ZK2963 356m	12.5	6.7	—
		9	ZK2963 406m	13.2	7.4	-57
		18	ZK3923 549m	12.2	6.4	-56
		39	ZK615 130m	11.8	6.0	—
		71	ZK1523 209m	11.6	5.8	—
II	大岗脑	38	ZK1402 137m	11.8	4.4	—
		63	ZK1412 21m	12.2	4.8	-49
		57	ZK1412 297m	12.6	5.2	-44
		42	ZK1412 298m	12.6	5.2	—
	禅山寺	29	ZK2207 169m	12.4	5.0	-49
		36	ZK2240 91m	14.2	6.8	-38
		34	ZK2240 423m	13.1	5.7	-40
		59	ZK3327 216m	12.3	4.9	-60
		60	ZK1551 430m	12.1	4.7	—
		64	ZK3824 119m	15.4	5.0	-44
		115	ZK1727 407m	—	—	-50

* 据莫名波等^[1]资料综合。对原氧同位素数据以 $\delta^{18}\text{O}_{\text{NBS}-28} = 9.6\text{‰}$ 进行校正^[6], 原数据是以 $\delta^{18}\text{O}_{\text{NBS}-28} = 10.0\text{‰}$ 为标准给出的。

** 采用 $1000\ln\alpha_{\text{Q-H}_2\text{O}} = 3.306 \times 10^6 T^{-2} - 2.71^{[7]}$, I, II 矿化阶段分别以 350℃ 和 300℃ 计算。

蚀变花岗闪长岩和蚀变二长花岗斑岩较原岩分别平均升高 0.7‰ 和 0.55‰, 计算的 W/R 值为 0.1—0.01, 与成矿热液水 W/R 值完全一致。综上所述, 我们有理由认为该矿田 I 与 II 两个主成矿阶段很可能以岩浆热液水成矿为主。

许多学者通过对江西西华山钨矿的研究, 多认为该矿是岩浆热液水成矿。该矿 299 号王牌脉石英 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.7\text{‰}—6.4\text{‰}$, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -44\text{‰}—-69\text{‰}$ ^[8]。由图 5 可见成矿热液水同位素组成均落在岩浆水行为曲线附近, 与大气降水演化线多不协调, 主要反映在氢同位素组成上。成矿 W/R 值也集中于 0.1—0.01 之间。大气降水即使参与主阶段矿化作用, 数量上也极有限。在西华山矿区, 蚀变岩石由于遭受不同阶段热液蚀变, 包括后期

1) 莫名波、毕远成、杨祚安. 江西省都昌县阳储岭斑岩钨钼矿床地质. 有色金属矿产, 1986, (17): 128—228 页。

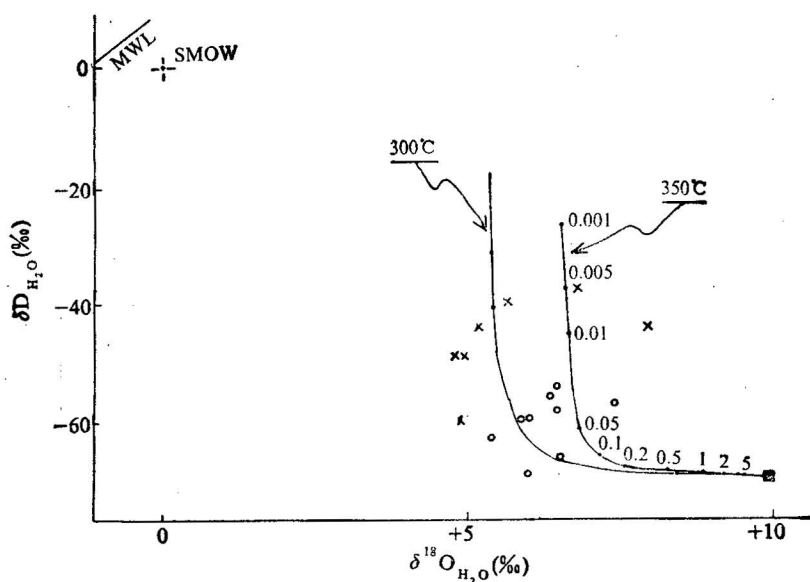


图 4 阳储岭钨-钼矿成矿热液水氢、氧同位素组成

Fig. 4 H and O isotope compositions of ore-forming hydrothermal water in Yangchuling W-Mo deposit

● 氧化物矿化阶段 × 硫化物矿化阶段
 ● Stage of oxide mineralization × Stage of sulfide mineralization

表 2 阳储岭矿田成矿杂岩体氧同位素组成*

Table 2 Oxygen isotope compositions of mineralized complex in Yangchuling ore deposit

样 号	岩 性	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$	样号	岩 性	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$
51	花岗闪长岩	9.7	55	二长花岗斑岩	11.0
52	同上	9.7	104	同上	11.0
67	同上	9.5	105	同上	10.6
70	同上	10.1	106	同上	10.6
3245	同上	10.1	110	同上	10.9
B-18	同上	9.7			
33	蚀变花岗闪长岩	10.5	102	蚀变二长花岗斑岩	11.2
122	同上	10.5	100	同上	11.1
123	同上	12.1	101	同上	11.5
			103	同上	11.6

* 资料来源及数据处理同表 1。

以大气降水热液为主的晚期蚀变作用和无矿石英脉的叠加, 蚀变体系岩石氧(氢)同位素组成显得复杂。研究表明^[9], 发育在黑钨矿-石英脉旁的与成矿密切相关的云英岩及受后期叠加蚀变影响微弱的碱性长石化花岗岩仍保持岩浆水蚀变成因特征, 它们的同位素组成投影点落在岩浆水成因蚀变岩石同位素演化线附近(图 6), 其中云英岩 δD 值达到下限, 反映出脉旁充分交换及有效 W/R 值大的特点。

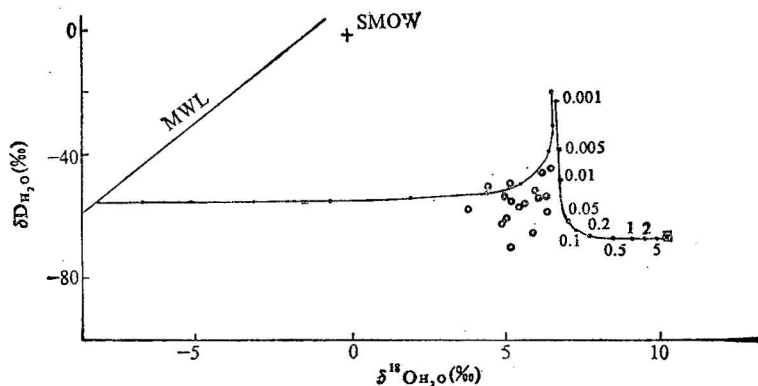


图 5 西华山钨矿成矿热液水氢、氧同位素组成

Fig. 5 H and O isotope compositions of ore-forming hydrothermal water in Xihuashan tungsten ore deposit

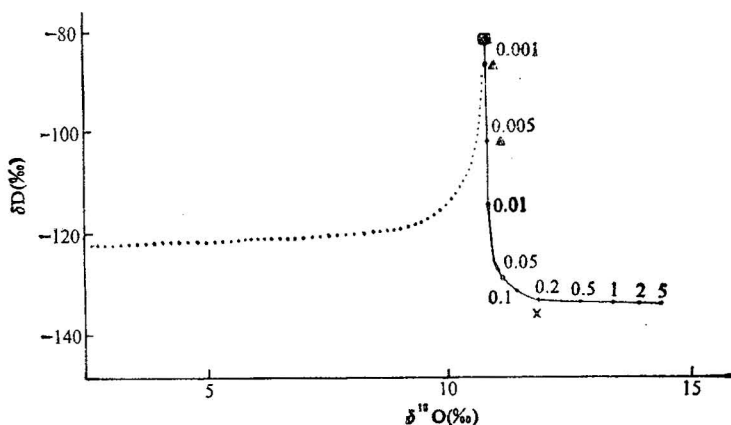


图 6 西华山钨矿与矿化有关蚀变岩石氢、氧同位素组成

Fig. 6 H and O isotope compositions of altered rocks associated with mineralization in Xihuashan tungsten ore deposit

▲ 碱性长石化花岗岩 × 云英岩
 ▲ alkali-feldspathization granite × greisen

内蒙古白乃庙金矿地处天山-阴山纬向构造带东段,产生于地槽区奥陶纪绿片岩中,赋矿围岩破碎带宽度可逾百米,控矿断裂发育在印支期至燕山期。 自含矿石英脉向外,蚀变带可分为硅化-黄铁矿化带、泥化带和青盘岩化带。成矿热液 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -5.5\text{‰} \sim -11.0\text{‰}$, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -109\text{‰} \sim -134\text{‰}$ ^[10]。在图 7 中反映出它与岩浆水和变质水之间存在明显差别,而与该区古大气降水关系密切,其有效 W/R 值为 0.3—1.0, 超过岩浆热液水成矿 W/R 值几倍至百倍,为一典型大气降水热液矿床。受纬度效应制约,我国北方尤其是内蒙古一带中生代大气降水同位素组成较华南低许多 ($\delta\text{D} < -90\text{‰}$, 多为 $-120\text{‰} \pm$)。具此特征的氢(氧)同位素组成,不是变质水和岩浆水所具备的,这就使得在该区研究大气降水热液对成矿作用之影响,有得天独厚的条件。白乃庙金矿蚀变围岩氧同位素组成,亦别具特色(图 8),随采样位置的变化,矿体及矿体近旁岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值最低,离

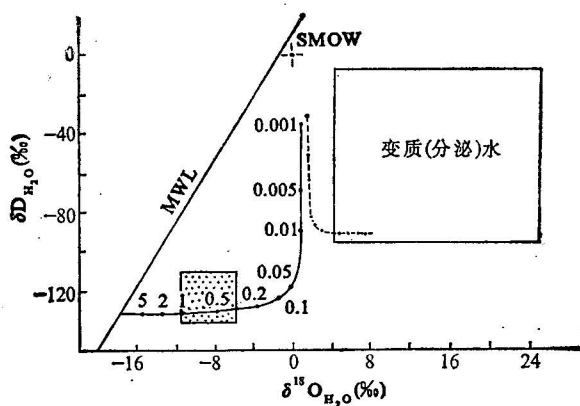


图 7 白乃庙金矿成矿热液水氢、氧同位素组成

Fig. 7 H and O isotope compositions of ore-forming hydrothermal water in Bainaimiao gold deposit

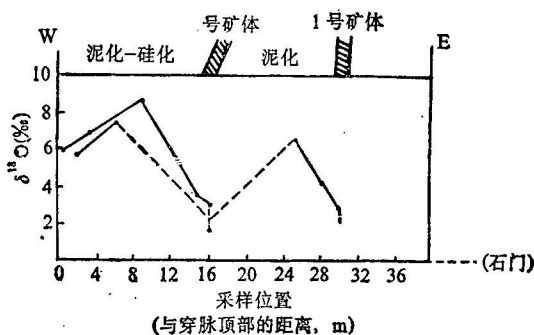


图 8 白乃庙金矿矿体和蚀变岩石氧同位素组成与采样位置关系

Fig. 8 Oxygen isotope compositions of ore bodies and altered rocks and their sampling locations in Bainaimiao gold deposit

开矿体岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 升高。矿化中心(即低 ^{18}O 中心)的蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$, 较原岩低 4‰—5‰, 确证该热液体系以古大气降水为矿化介质水。

纵观以上讨论,对于大气降水热液矿床,其低 ^{18}O 热液水和蚀变岩石氧同位素组成特征,有别于岩浆热液水矿床。典型大气降水热液矿床,由于有效 W/R 值大,低 ^{18}O 特征得到充分体现;岩浆热液水矿床受 W/R 值的限制,蚀变岩石氧同位素组成升高不显著。因此单独利用热液水同位素组成,在 W/R 值小于 0.1 时,很难判断介质水的主要来源,此时研究蚀变岩石氧(氢)同位素组成益显重要。

4 热液体系氢、氧同位素组成演化简单模式

热液体系氢、氧同位素组成演化行为,主要受温度 T 和 W/R 值控制,确定水和岩石初始同位素组成关系,到演化曲线端元位置所在及演化曲线本身的位置。图 9 为不同初始水(三种大气降水和一种岩浆水)与“S”型花岗岩(设 $\delta^{18}\text{O} = 11\text{‰}$, $\delta\text{D} = -80\text{‰}$)在高、中、中低温下水/岩交换后,热液水氢、氧同位素组成变化趋势。曲线 A, D, G 为大气

降水 I ($\delta D = -40\text{‰}$ ±, 我国东南沿海) 在 150℃、250℃ 和 350℃ 时的演化情况; 曲线 C, F, I 为大气降水 II ($\delta D = -120\text{‰}$ ±, 我国西北及内蒙古、黑龙江地区) 在不同温度下的行为曲线; B, E, H 为中部地区大气降水 III ($\delta D = -80\text{‰}$ ±) 的演化特征。对于具体地区或矿床, 在确定成矿时期大气降水同位素组成的基础上, 采用内插法可准确反映出热液水性质及行为, 如华南大部地区中生代大气降水 $\delta D = -50\text{‰}$ — -90‰ , 其中, 中南区为 -70‰ — -90‰ , 华东区多在 -50‰ — -70‰ 之间。考虑到岩浆热液矿床一般成矿温度较高, 曲线 J 表示出花岗岩与其衍生岩浆水在 350℃ 高温热液体系中的交换演化。

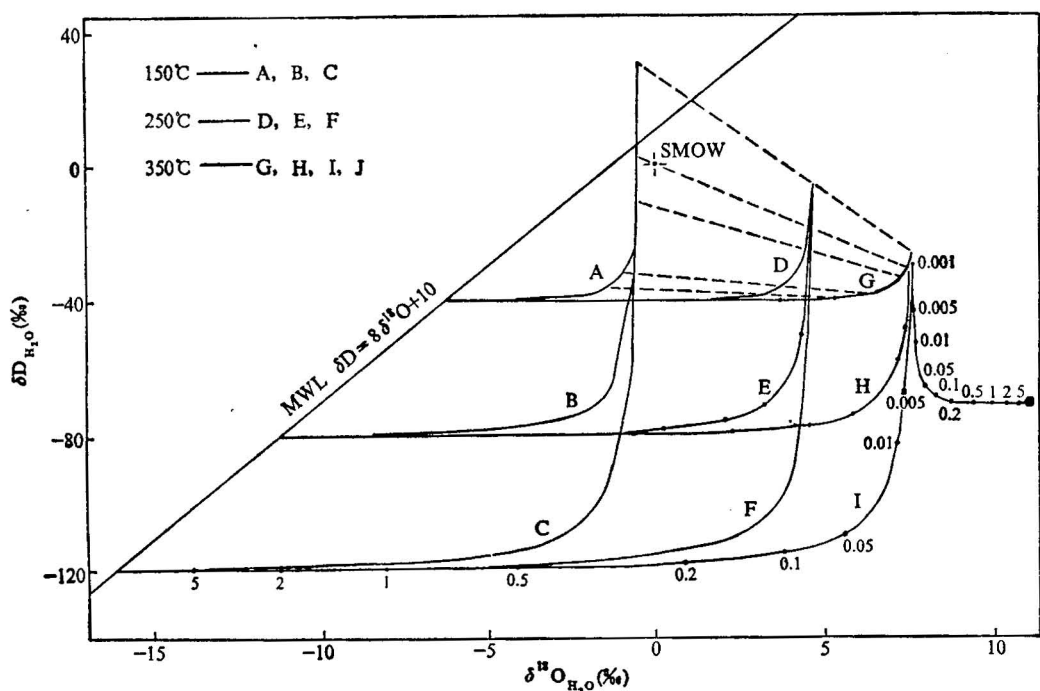


图 9 大气降水和岩浆水在热液体系水/岩交换过程中氢、氧同位素组成演化模式简图

Fig. 9 The evolutionary model of H and O isotope compositions of meteoric and magmatic water during water/rock interactions in hydrothermal system

设初始参数为(详见正文): 岩浆水 $\delta^{18}\text{O} = 11.0\text{‰}$, $\delta D = -70\text{‰}$; “S”型花岗岩 $\delta^{18}\text{O} = 11.0\text{‰}$, $\delta D = -80\text{‰}$; 大气降水 (I) $\delta^{18}\text{O}_1 = -6.3\text{‰}$, $\delta D_1 = -40\text{‰}$; 大气降水 (II) $\delta^{18}\text{O}_2 = -16.3\text{‰}$, $\delta D_2 = -120\text{‰}$; 大气降水 (III) $\delta^{18}\text{O}_3 = -11.3\text{‰}$, $\delta D_3 = -80\text{‰}$

Assuming that initial parameters are (see text): magmatic water $\delta^{18}\text{O} = 11.0\text{‰}$, $\delta D = -70\text{‰}$; “S” type granite $\delta^{18}\text{O} = 11.0\text{‰}$, $\delta D = -80\text{‰}$; meteoric water (I) $\delta^{18}\text{O}_1 = -6.3\text{‰}$, $\delta D_1 = -40\text{‰}$; meteoric water (II) $\delta^{18}\text{O}_2 = -16.3\text{‰}$, $\delta D_2 = -120\text{‰}$; meteoric water (III) $\delta^{18}\text{O}_3 = -11.3\text{‰}$, $\delta D_3 = -80\text{‰}$

参 考 文 献

- 1 Ohmoto H et al. Hydrogen and oxygen isotope compositions of fluid inclusions in the Kuroko deposit, Japan. Econ. Geol. 1974, 69: 947—953.
- 2 Taylor H P Jr. Water/rock interactions and the origin of H_2O in granitic batholiths. J. Geol. Soc. 1977, 133: 509—558.
- 3 Campbell A et al. A hydrogen and oxygen isotopic study of the San Cristobal mine, Peru. implications of the role of low water to rock ratio for the genesis of Wolframite deposits. Econ.

Geol. 1984, 79: 1818—1831.

- 4 陈振胜,张理刚. 水/岩交换作用及其找矿. 地质与勘探,1989,25(2): 7—11 页.
- 5 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用. 西安: 陕西科学技术出版社,1985. 10—152 页.
- 6 刘敬秀. 硅酸盐氧同位素标样研制. 岩矿测试,1990,9(4): 276—282 页.
- 7 Zhang Ligang et al. Oxygen isotope fractionation in quartz-water-salt system. Econ. Geol. 1989, 84: 1643—1650.
- 8 陈振胜,张理刚. 判定热液矿床成矿介质水的一种有效方法. 地质与勘探,1990,26(4): 7—12 页.
- 9 陈振胜,张理刚. 蚀变围岩氢氧同位素组成的系统变化及其地质意义. 地质找矿论丛,1990,5(4): 69—79 页.
- 10 陈振胜,张理刚. 一个典型大气降水热液矿床. 桂林冶金地质学院学报,1989,9(1): 61—68 页.

HYDROGEN AND OXYGEN ISOTOPE FRACTIONATION MECHANISM IN THE HYDROTHERMAL SYSTEM AND ITS GEOLOGIC SIGNIFICANCE

Chen Zhensheng and Zhang Ligang

(Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Yichang, Hubei)

Abstract

The behaviors of H and O isotope geochemistry of hydrothermal waters and altered rocks in the hydrothermal system and its relationship with water/rock exchange isotope fractionation have been discussed in this paper. It is pointed out that H and O isotopic compositions and evolution of hydrothermal waters and altered rocks in hydrothermal deposits are affected by water/rock isotope exchange. The factors controlling water/rock isotope interaction include structure, initial isotopic compositions of rock and medium water, exchange temperature and W/R ratio. The concept of effective W/R ratio is given. Two kinds of water, magmatic water and meteoric water, and their altered rock systems have been studied in detail. H and O isotope fractionations and evolitional curves between different meteoric waters, magmatic waters, meteoricmagmatic waters, and the natural relations of H and O isotope compositions between hydrothermal water and its altered rocks are discussed in this paper. It is also pointed out that effective W/R ratio is another factor which controls the change of H and O isotope compositions of altered rocks and hydrothermal fluids and water-rock fractionation except the factor of temperature. The authors emphasize that it is an effective means to study the genesis of hydrothermal eposits by combining H and O isotope compositions of hydrothermal waters and altered rocks. From H and O isotope compositions of hydrothermal waters and altered rocks and their changing characteristics of the Yangchuling W-Mo deposit, Xihuashan W-deposit and Bainaimiao Au-deposit, the geologic application and significance of the water/rock exchange theory and W/R ratio have been shown from various angles. At last, a brief evolitional model of H and O isotope compositions of meteoric and magmatic waters in hydrothermal deposits has been given in this paper.

Key words: hydrothermal system, isotope fractionation mechanism, water/rock exchange, effective W/R ratio, evolitional model

作 者 简 介

陈振胜,生于1966年1月,籍贯福建省南平市。1989年毕业于南京大学地球科学系放射性矿产地质专业,获硕士学位。现任中国地质科学院宜昌地质矿产研究所助理研究员。从事同位素地球化学研究。通讯处:湖北省宜昌市港窑路21号。邮政编码:443003。